

تحلیل هم‌دیدگی و دینامیکی سامانه‌های بندالی، روش تشخیص سامانه بندالی و تأثیر آن روی منطقه ایران

فریده حبیبی*

* مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت: ۱۳۸۱/۱۱، پذیرش نهایی: ۱۳۸۱/۱۱)

چکیده

در این مقاله سعی شده است سامانه‌های بندالی را که در اقیانوس اطلس و به‌ویژه در منطقه دریای مدیترانه تشکیل شده‌اند و منجر به چرخندزایی در شرق مدیترانه می‌شوند پیامدهایشان ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد بررسی شوند. بدین منظور ابتدا پستی و بلندی، بادهای محلی منطقه مدیترانه و چرخندزایی بررسی شد و سپس ساختار و انواع سامانه‌های بندالی موجود روی نقشه‌های هواشناسی با شکل معرفی شده است. همهٔ بندال‌های تشکیل شده در منطقه اقیانوس اطلس از تاریخ ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۷ شناسایی شده‌اند که نتایج مربوطه در جدولی در همین مقاله ارائه شده است. البته این کار به کمک پروفیسور استفان کالوکسی از دانشگاه کرنل ایالات متحده آمریکا و با داده‌های دریافت شده از مرکز NCEP صورت گرفته است.

بندالی شدن سامانه‌های جوی ممکن است به توقف حرکت الگوهای هواشناسی منجر شود که در طی آن الگوهای حاکم بر جو نیز روزها و حتی هفته‌ها در محل خود باقی می‌مانند. در این حالت، وقوع پدیده‌هایی نظیر سیل، خشکسالی، دماهای زیاد نرمال، دماهای کم نرمال و دیگر فرین‌های جوی محتمل هستند. پس شناسایی وقوع آنها در آغاز گسترش حائز اهمیت است و با آگاهی از آن می‌توان با اطمینان بیشتری وضعیت جوی را برای چند روز آینده پیش‌بینی کرد.

واژه‌های کلیدی: الگوهای هواشناسی، چرخندزایی، سامانه‌های بندالی، انواع سامانه‌های بندالی، شناسایی بندال، دریای مدیترانه

۱ مقدمه

اگر موج شرقی روی اقیانوس باشد، معمولاً در غرب محور ناوه، حالت واگرایی، یک لایهٔ مرطوب کم‌عمق، و به‌طور استثنایی با وضعیت جوی خوب همراه است اما، لایه مرطوب در نزدیکی محور ناوه به سرعت صعود می‌کند و روی محور و در شرق محور با هم‌گرایی شدید، ابرناکی بیشتر، و بارش رگباری سنگین همراه می‌شود. اگر موج شرقی از فراز خشکی عبور کند، این الگوی نامتقارن وضعیت جوی، با پستی و بلندی و تأثیرات روزانه، از حالت طبیعی خود خارج می‌شود. امواج شرقی گاهی از اوقات در چرخندهای حاره‌ای تقویت می‌شوند. موج شرقی استوایی در طول ناوهٔ استوایی و روی غرب اقیانوس آرام است، و بیشتر در ناوه‌های استوایی گسترش می‌یابد.

امروزه در سطوح فوقانی جو چهار الگوی گردشی شناخته شده است که عبارت‌اند از:

۱. جریان‌های شرقی استوایی که پیرامون استوا، از شرق به غرب جریان دارند.
۲. کمربند پرفشار حاره‌ای که بین عرض‌های جغرافیایی ۱۵-۲۵ درجه شمالی قرار دارد.
۳. جریان‌های غربی که از عرض جغرافیایی ۲۵ درجه به سمت قطب دیده می‌شوند.
۴. گردش کم‌فشار قطبی که پیرامون قطب جریان دارد.

روی جریان‌های شرقی، معمولاً پربشیدگی موجی شکل کوچنده‌ای دیده می‌شود که خیلی کندتر از جریانی که روی آن سوار شده از شرق به غرب حرکت می‌کند. این موج شرقی در واقع یک ناوهٔ ضعیف کم‌فشار است.

۲ موقعیت جغرافیایی دریای مدیترانه

دریای مدیترانه بزرگ‌ترین دریایی است که با وسعت ۲۹۶۵۸۰۰ کیلومتر مربع از غرب به شرق، ما بین سه قاره اروپا، آسیا و آفریقا قرار دارد. بیشینه‌های مقادیر طول، عرض و عمق آن به ترتیب ۳۹۰۰ Km، ۱۶۰۰ Km و ۵/۱۲۱ Km هستند. این دریا از طریق تنگه جبل الطارق به اقیانوس اطلس و از طریق کانال سوئز به دریای سرخ راه دارد (سایت Britannica، ۲۰۰۰). در شکل ۱ به طور طرح‌واره‌ای دریاها، پستی و بلندی‌های منطقه، به انضمام ارتفاع قله‌های رشته کوه‌های اطراف دریا (برحسب متر داخل پرانتز) ارائه شده است. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، این دریا با رشته کوه‌های تقریباً پیوسته و با قله‌های ما بین ۱۵۰۰ تا ۵۰۰۰ متر احاطه شده است و سواحل آن اکثراً کوهستانی است که بر اثر برهم‌کنش شارش هوا با موانع کوهستانی منطقه ممکن است که یکی از حالت‌های زیر شکل گیرد:

- تشکیل بندل
- انحراف در جهت شارش هوا
- تشکیل موج و فرایند گرمایش در سمت پشت به باد کوه

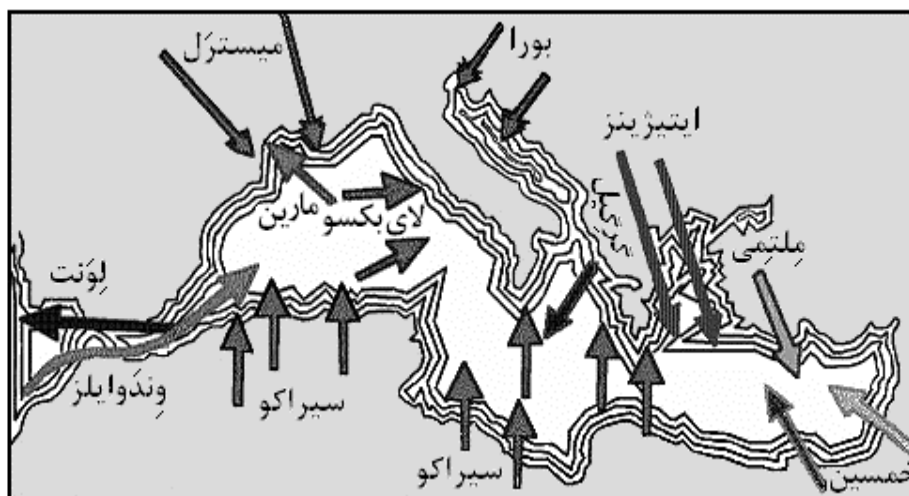
از آنجایی که سواحل شمالی دریای مدیترانه و جنوب غربی آن کوهستانی‌اند و بخش جنوب شرقی دریا نیز به‌طور مستقیم با صحرای بزرگ آفریقا در ارتباط است، بستر دریا را به دو بخش مدیترانه غربی و مدیترانه شرقی تقسیم کرده‌اند.

۳ بادهای محلی مدیترانه

از دیرباز در منطقه مدیترانه بادهایی در طی سال مشاهده شده‌اند که مستقل از جریان‌های اصلی سطوح فوقانی‌اند و تا ارتفاع ۱/۵ الی ۲ کیلومتری سطح آب گسترش دارند. برخی از این بادهای خشک و داغ‌اند و از منطقه شمال آفریقا به سمت دریا می‌وزند و برخی دیگر نیز خشک و سردند

ایران در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۲۵-۴۰ درجه شمالی قرار دارد و در نتیجه تحت تأثیر جریانات غربی خواهد بود. جریانی که در اینجا حائز اهمیت است و باید به بررسی دقیق آن پردازیم، همین جریانات غربی است و چون کمربند پرفشار حاره‌ای و گردش کم‌فشار قطبی در قیاس با دو مورد دیگر در ارتباط با سامانه‌های بندالی نقش زیادی در اقلیم ایران ندارند، لذا از بررسی دقیق آنها در این تحقیق خودداری شده است.

جریان‌های غربی با چندین موج موسوم به امواج راسبی در سطوح میانی و فوقانی جو پیرامون کره زمین دیده می‌شوند. این امواج به‌خوبی روی نقشه‌های سطوح فوقانی وردسپهر به‌ویژه نقشه‌های کنتوری ۵۰۰، ۷۰۰، ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال که همه روزه در سازمان‌های هواشناسی به فواصل ۱۲ ساعته تهیه می‌شوند، مشهودند. حال، برخی اوقات در روند عادی حرکت این جریان‌ها وقفه‌ای پیش می‌آید که روزها و حتی هفته‌ها طول می‌کشد. در این مواقع معتقدند که الگوی بندالی شکل گرفته است. پرسش‌هایی که در اینجا مطرح هستند، عبارت‌اند از: الگوی بندالی چیست؟ در چه ترازهایی از جو رخ می‌دهد؟ و چه نوع وضعیت جوی با آن همراه است؟ در این تحقیق سعی شده است که از دیدگاه هواشناسی دینامیکی و هم‌دیدگی آنرا بررسی و حتی‌الامکان اثراتی را که روی منطقه ایران می‌گذارند، شناسایی نماییم. البته، سامانه‌های بندالی که روی اقیانوس اطلس و به‌ویژه در شرق این اقیانوس شکل می‌گیرند، در اغلب موارد بدون عبور از روی ترکیه و ایران از سمت اروپای مرکزی به سوی عرض‌های بالا حرکت می‌کنند. ولی، خوشبختانه سامانه‌های بندالی که ایران را متأثر می‌سازند، اغلب آنها می‌باشند که در منطقه مدیترانه شکل گرفته‌اند. لذا ناگزیریم که برای شناخت دقیق این پدیده، ابتدا آن منطقه را بررسی کنیم.



شکل ۲. بادهای محلی مدیترانه (سایت lyachtua.com، ۲۰۰۰).

۴ چرخندزایی در مدیترانه

در این تحقیق منظور از چرخندزایی تشکیل کم فشار پشت به باد کوه نیست بلکه گردش چرخندی است که می تواند انرژی جنبشی تراز پایین جو را افزایش دهد. البته کم فشارهای پشت به باد کوه نیز توزیع تکانه و انرژی را دارند. اما چون توزیع آنها در سطح کوچک تری صورت می گیرد، در این تحقیق از بررسی آنها صرف نظر شده است. در زمانی که سامانه های بندالی مطرح اند، توزیع تکانه و انرژی چرخندهایی که تشکیل شده اند، به طور وحشتناکی در ناحیه بزرگ تری صورت می گیرد و هدف این تحقیق این نوع از چرخندزایی ها است.

امروزه با استفاده از داده های فراوان و تصاویر ماهواره ای دریافته اند که چرخندزایی مدیترانه ای در بخش های صحرا (Sahara)، دریای اژه و در سمت پشت به باد کوه های آلپ متمرکز شده است (تریگو و همکاران، ۲۰۰۲). اوج این فعالیت در فصل بهار روی صحرا و در تابستان روی ایبری است و چرخه سالیانه آن در دریای سیاه، نوسانات کمتری دارد. بررسی هایی که روی چرخندزایی این منطقه صورت گرفته نشان می دهد

که سامانه های کم فشار در طی بهار و تابستان حالت پیشروی دارند و به محض شکل گیری، شروع به حرکت به سمت شرق می کنند، ولی چرخندهای روی جنوا در طی سال از سیمای ثابتی برخوردارند (JANSA، ۱۹۹۹).

برای تشریح بهتر فرایند چرخندزایی می توان از مدل فرضی که هاسکینز و دیگران ارائه کرده اند، استفاده کرد (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵). این مدل در شکل ۳ نشان داده شده است و در آن سه حالت زیر وجود دارد:

۱. زمانی که ناهنجاری در تاوایی پتانسیلی، یا بریده کم فشاری و یا ناوه در سطوح فوقانی موجود نباشد و یا موقعیت آنها نسبت به ناحیه ناهنجاری تاوایی پتانسیلی تراز پایین در ناحیه دورتری واقع باشند. در این حالت اغتشاش شکل گرفته در تراز پایین، ضعیف و تقریباً ساکن باقی می ماند و چرخندزایی رخ نمی دهد.
۲. در زمانی که در سطوح زیرین ناحیه ناهنجاری، تاوایی پتانسیلی موجود نباشد، چنانچه ناحیه ناهنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح فوقانی از روی منطقه جبهه ای تقریباً ساکن عبور کند، چرخندزایی در زیر ناحیه ای که بیشینه فرارفت تاوایی پتانسیلی رخ می دهد شروع

قطب حرکت می‌کنند و دارای بارش‌های سنگین به شکل برف و یا باران هستند.

چرخندهای حاره‌ای روی آب‌های گرم حاره‌ای مابین ۵ تا ۲۰ درجه در جایی که باد ملایم و رطوبت زیاد است شکل می‌گیرند و انرژی خود را از تبخیر و میعان آب می‌گیرند و معروف به توفان‌های حاره‌ای، هاریکن‌ها و تایفون‌ها هستند و با توفان‌های تندری قوی، باد شدید و سیل همراه هستند. چرخندهای حاره‌ای در دوره پایان زندگی خود با جابه‌جایی به سمت قطب یا برگشت به طرف شمال و شمال شرق به چرخندهای فوق حاره‌ای گذر می‌کنند که بیشتر آنها سریعاً محو و یا جذب دیگر سامانه‌های جوی می‌شوند.

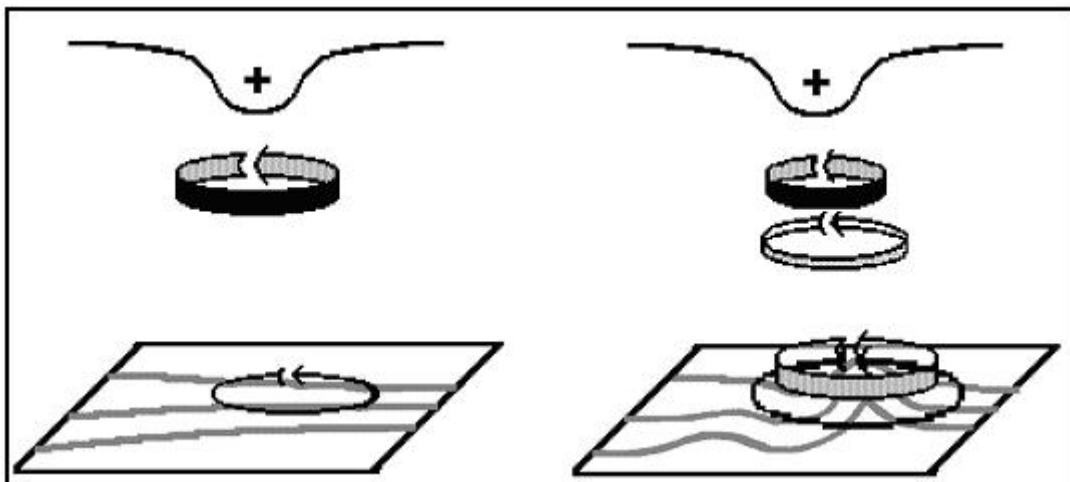
چرخندزایی را می‌توانیم به عواملی نسبت دهیم که باعث کاهش فشار در سطح زمین می‌شوند. برای تشریح بهتر این عوامل از یکی از معادلات گرایش فشار موجود به صورت زیر کمک می‌گیریم (هولتون، ۱۹۹۲)، البته در مورد گرایش فشار معادلات بی‌شماری وجود دارد ولی چون در اینجا هدف بررسی چرخندزایی است لذا از اشکالات کاربردی معادله صرف نظر شده است.

خواهد شد. تعداد اندکی از چرخندزایی‌های مدیترانه‌ای از این نوع‌اند.

۳. زمانی که پریشیدگی تراز فوقانی روی اغتشاش تراز زیرین قرار گیرد و با آن برهم‌کنش یابد، با تزریق تاوایی پتانسیلی تراز بالا به پایین، چرخندزایی رخ می‌دهد و با شدت گرفتن چرخندزایی، در تراز پایین که خود با افزایش تاوایی پتانسیلی تراز بالا کمک می‌کند، چرخند عمیقی شکل می‌گیرد.

۵ نظریه چرخندزایی

عبارت چرخندزایی برای تشکیل سامانه‌های کم‌فشاری که دارای پهنای بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر باشند به کار می‌رود. این سامانه‌ها بسته به اینکه از عرض جغرافیایی ۳۰ درجه به سمت قطب و یا استوا قرار داشته باشند، معروف به چرخندهای فوق حاره‌ای یا عرض‌های میانی و حاره‌ای هستند. چرخندهای فوق حاره‌ای بخشی از انرژی خود را از تبخیر و میعان آب اقیانوس و بخش دیگر را از گرادیان افقی دمای جو کسب می‌کند، در یک جو کاملاً کژفشاری قرار دارند، توسعه می‌یابند و سپس به سمت



شکل ۳. مدل فرضی هاسکینز برای چرخندزایی.

نامیده می‌شوند. البته، این امواج در مقیاس‌های متفاوت در جو و در اقیانوس دیده می‌شوند.

امواج راسبی به روش‌های گوناگون مثل: برهم‌کنش جریان با کوه‌ها، جریان‌های همرفتی و ناپایداری‌ها ایجاد می‌شوند. فعال‌ترین امواج راسبی دارای مقیاس‌های افقی خیلی بزرگ‌اند و در سطوح پایین جو ایجاد می‌شوند اما، انرژی آنها ممکن است به‌طرف بالا گسترش یابد که این نقش مهمی در گرمایش ناگهانی آرام‌سپهر (استراتوسفر) دارد. هاسکینز و کارولی (۱۹۸۱) ثابت کرده‌اند که آنها به واسطه مانع پستی و بلندی یا یک منبع گرمای نهان حاره‌ای همراه با جریان غربی پیشروی می‌کنند و همچنین نتیجه گرفته‌اند که امواج راسبی با اعداد موج بسامد پایین که در نواحی حاره‌ای جریان دارند، عرض‌های بالا را متأثر می‌سازند اما ممکن است که آنها نسبت به جریان غربی ثابت نیز باشند. حتی، امروزه ثابت شده است که دنباله حلقه‌های راسبی استوایی در وردسپهر زیرین که مرتبط با همرفت نوسان مدّین- جولیان (این نوسان در واقع یک الگوی سیار استوایی از بارش غیرعادی است که بیشتر روی اقیانوس‌های هند و آرام دیده می‌شود و دوره آن بین یک تا دو ماه است که ابتدا در غرب اقیانوس هند ظاهر می‌شود و سپس روی آب‌های خیلی گرم در غرب و مرکز حاره‌ای اقیانوس آرام پیشروی می‌کند، ولی چنانچه روی آب‌های سردتر اقیانوسی روی آرام شرقی حرکت کند، دوباره روی بخش حاره‌ای اقیانوس اطلس و اقیانوس هند ظاهر می‌شود که هنوز علت آن به‌درستی معلوم نشده است) باشند برای چرخندزایی حاره‌ای مساعدند و در آن نواحی پریشیدگی‌های همدیدی مقیاس ممکن است که به‌طور مستقیم توسط نیروی همرفتی پریشیدگی‌ها و یا به‌طور غیرمستقیم از طریق رشد پریشیدگی در منطقه‌ای که گرادیان تاوایی پتانسیلی نصف‌النهار منفی است، توسعه یابند یا تقویت شوند (دیکینسون و مولینری، ۲۰۰۲).

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_Z = -\int_Z^{\infty} \rho g \nabla \cdot V dZ - \int_Z^{\infty} g V \cdot \nabla \rho dZ + (\rho g w)_Z$$

اولین جمله سمت راست معادله بیانگر واگرایی افقی میدان باد و دومین جمله، فرارفت چگالی را نشان می‌دهد. ملاحظه می‌کنید که کاهش فشار نسبت به زمان در یک مکان ثابت بستگی به عوامل زیر دارد:

الف- واگرایی افقی ($\nabla \cdot V > 0$) سبب کاهش جرم و کاهش وزن ستون هوا می‌شود.

ب- فرارفت هوای گرم ($V \cdot \nabla \rho < 0$) که در آن هوای سبک‌تر جایگزین هوای چگال‌تر می‌شود.

ج- حرکت رو به پایین یا نزولی ($w < 0$) سبب می‌شود که هوا از لایه‌های بالاتر به آن ناحیه نشست کند.

۶ امواج راسبی

پریشیدگی‌های بزرگ مقیاسی که در گردش‌های جو زمین و در عرض‌های میانی و بالا دیده می‌شوند، معروف به امواج راسبی در صفحه بتا، جو ناواگرا و پایدار ایستا به‌دست آورده بود هستند که راسبی در سال ۱۹۳۹ آنها را برحسب تغییر افقی نیروی کریولیس. سازوکار موجی که راسبی معرفی کرده است بر پایه پایداری تاوایی بود که تاکنون نیز پابرجاست اما، دانشمندان هواشناسی آن‌را به صورت‌های گوناگون گسترش داده‌اند. برای مثال، بررسی موج راسبی تحت شرایط واگرایی باد و ناپایداری کژفشاری در سال ۱۹۵۴ توسط فیلیپس و یا بررسی انتشار قائم این موج در جو تراکم‌پذیر در سال ۱۹۶۱ توسط چارنی و درازین، و یا انتشار موج در کره با استفاده از نظریه ردیابی مسیر (هاسکینز و کارولی، ۱۹۸۱)، بررسی امواج در جو تراکم‌پذیر چون برپایه صفحه بتا عنوان شده است هنوز هم امواج راسبی نامیده می‌شود. بنابراین امواج راسبی با در نظر گرفتن پایداری تاوایی پتانسیلی ایجاد می‌شوند و چون بقای آنها بستگی به چرخش کره زمین و تغییر پارامتر کریولیس دارد، لذا به امواج سیاره‌ای نیز

۷ سامانه‌های بندالی

امواج راسبی دارای دو مؤلفه‌اند که یکی در جهت شمال-جنوب و دیگری در جهت شرق-غرب است. اگر مؤلفه نخست ضعیف باشد، جریان با اندکی نوسان به طرف بالا و پایین، تقریباً به موازات مدارها خواهد بود که شارش دارای شاخص بالا است و مداری نامیده می‌شود. شارش هوا مابین کم‌فشار قطبی و کمربند پرفشار حاره‌ای با امواج کوتاه‌تر جریان دارد و چرخندها و واچرخندهای سطحی به سرعت به سمت شرق منتقل می‌شوند. اما، اگر مؤلفه دوم غالب باشد ناو‌ها و پشته‌های عمیق شکل می‌گیرند و جریان، نصف‌النهار نامیده می‌شود که دارای شاخص پایین است و در آن هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت عرض‌های جنوبی آورده می‌شود و برعکس. در واقع این جریان در راستای متوازن سازی توزیع انرژی ناهمگن جو رفتار می‌کند. برخی از اوقات این جریانات نصف‌النهاری، همانند رودخانه‌ای که در هنگام مواجه شدن با مانع در خمیدگی مسیر خود برکه‌ای را ایجاد می‌کند، بخشی از شارش هوا نیز در برخورد با مانع از شارش اصلی به صورت بریده کم‌فشار (cut-off low) و یا بریده پرفشار (cut-off high) جدا می‌شود. به سامانه‌هایی که از گردش غربی اصلی بریده می‌شوند، سامانه‌های بندالی اطلاق می‌شود. این سامانه‌ها ممکن است روزها و حتی هفته‌ها در یک ناحیه یا برجا باشند. در مرحله بلوغ الگوی بندالی، معمولاً جهت‌گیری دوقطبی مراکز ارتفاع، زیاد و کم به طور نصف‌النهاری است و ناهنجاری در مقادیر ارتفاع‌های ژئوپتانسیلی ترازهای میانی و بالای جو به خوبی نمایان است. این حالت اغلب با واچرخند سطحی همراه است، به بندال پرفشار شهرت دارد.

در مناطق تحت پوشش سامانه پرفشار قوی، به واسطه سرعت کم حرکت این سامانه نسبت به سامانه کم‌فشار، می‌توان انتظار وقوع بندال را در آن ناحیه داشت. البته

موج راسبی فشاورد که با فرض پایستاری تاوایی مطلق به واسطه تغییر نیروی کریولیس با عرض جغرافیایی ایجاد می‌شود دارای سرعت فاز زیر است:

$$C_{\phi} = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2 + l^2}$$

که در آن \bar{u} متوسط شارش غربی، β پارامتر راسبی، l عدد موج نصف‌النهاری و k عدد موج مداری است. در امواج ایستور راسبی ($C_{\phi} = 0$) که عدد موج مداری ثابت است عدد موج ایستور k_s به صورت زیر است:

$$k_s = k^2 + l^2 = \frac{\beta}{u}$$

و رابطه عدد موج نصف‌النهاری به صورت زیر خواهد بود (هاسکینز و کارولی، ۱۹۸۱):

$$l^2 = \frac{\beta}{u} - k^2 = F(\bar{u}, \varphi)$$

که تابعی از متوسط شارش غربی و عرض جغرافیایی است و این رابطه از نظر انتشار انرژی حائز اهمیت است. حال اگر از مؤلفه‌های باد زمین گردی زیر استفاده شود.

$$v_g = \frac{2kl\bar{u}}{\beta} \quad \text{و} \quad u_g = \frac{\bar{u}^2 k^2}{\beta}$$

از این روابط شیب مسیره‌های انتشار انرژی $\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{1}{k}$ به دست می‌آید. فازهای موج به سمت شرق یا به سمت غرب منتشر می‌شود اما پخش انرژی به سمت شرق، شمال شرقی و جنوب شرقی است و به صورت زیر داده می‌شود:

$$|C_g| = \frac{2k\bar{u}}{k_s}$$

ملاحظه می‌شود که میزان انتشار انرژی متناسب با دو برابر سرعت شارش متوسط است. امواج راسبی با شارش شرقی قادر به قطع دایره مدارات نیستند زیرا، اگر $\bar{u} \rightarrow 0$ آنگاه $k_s \rightarrow \infty$ ، $l \rightarrow \infty$ ، $C_{\phi} \rightarrow 0$ و $C_g \rightarrow 0$ میل می‌کند. در نتیجه مقیاس امواج در جهت نصف‌النهاری خیلی کوچک می‌شود و قادر به حرکت و پخش انرژی نیست.

وضعیت‌های جوی خشک و یا بارانی روزهای متوالی در منطقه حاکم خواهند بود. در نتیجه، پیش‌بینی این نوع از سامانه آسان‌تر از انواع دیگر است. در زمستان این بندال سبب می‌شود که هوا سردتر و مرطوب‌تر از معمول باشد.

این نوع از بندال گاهی به صورت پشته ساکن با دامنه بلند روی نواحی مرزی مابین اقیانوس‌ها و قاره‌ها و به خصوص روی سواحل غربی ایالات متحده امریکا دیده می‌شود که در این هنگام چرخندهای عبوری از روی اقیانوس آرام به عرض‌های بالاتر مهاجرت می‌کنند و در نتیجه برای نواحی انگلیس و شمال غربی اقیانوس آرام هوایی خشک و معتدل به ارمغان می‌آورد. چون بارش برف در نواحی کوهستانی در طی این نوع بندال کاهش داشته، در نتیجه در فصل‌های بهار و تابستان بعدی انتظار خشکسالی می‌رود. اساساً این نوع از بندال با وضعیت جوی داغ، خشک و هوای گرفته همراه است.

بندال رکس: این نوع از سامانه بندالی شبیه به حرف S است که نخستین بار در ۱۹۵۰ دانیل اف رکس آن را معرفی کرد. در این سامانه همان‌گونه که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، پشته قوی از سامانه پرفشار در شمال ناوه قوی از سامانه کم‌فشار مستقر است و شارش ابتدا حول پشته و سپس حول ناوه طوری جریان دارد که هوا مطابق شکل در مسیری منحنی اما در امتداد یک طول جغرافیایی از عرض‌های جغرافیایی بالا به سمت عرض‌های پایین آورده می‌شود. برای این که ذرات هوا در این مسیر باقی بمانند، سرعت باد در سمت شرق کاهش می‌یابد. سازوکار این نوع از بندال طوری است که برای عرض جغرافیایی که دارای ویژگی هوای سرد در شمال و هوای گرم در جنوب آن است، مقدار گرادیان نرمال دما را کاهش می‌دهد و در نتیجه از سرعت باد ناحیه بندال می‌کاهد. همین امر منجر به حرکت آهسته سامانه می‌شود.

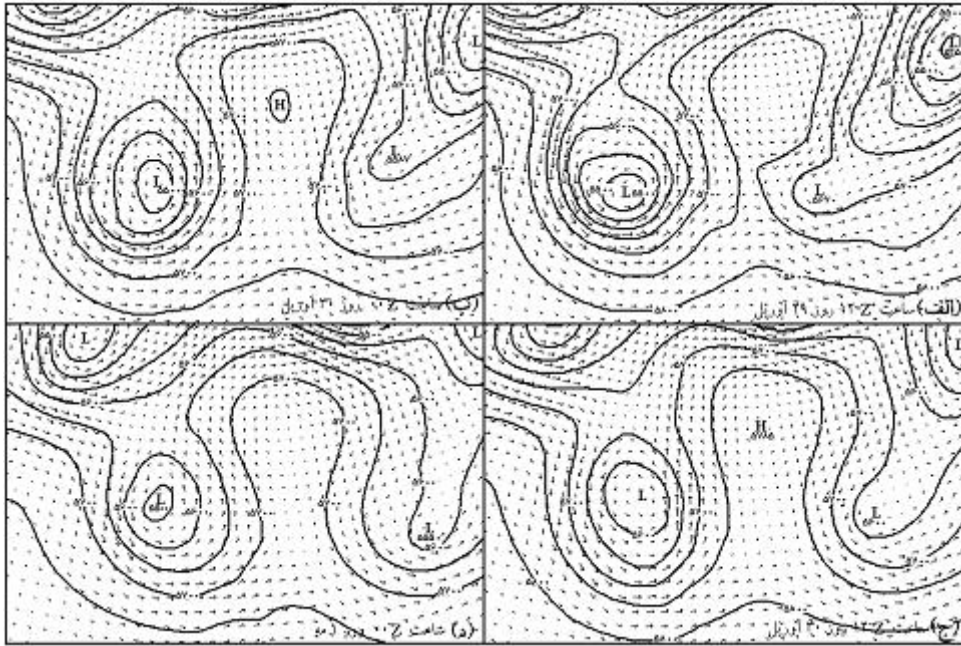
سامانه کم‌فشار نظیر چرخند قوی اقیانوسی که مقدار عظیمی از هوای گرم استوایی را همراه با جریانات خود در خط مرزی جناح شرقی سامانه به سمت عرض‌های بالا می‌برد نیز ممکن است بندال را به وجود آورد.

برخی از هواشناسان معتقدند که بندال‌ها نتیجه‌ای از برهم‌کنش تشدید شده امواج پستی و بلندی واداشته (در مقیاس سیاره‌ای) با امواج آزاد (هم‌دیدنی مقیاس) هستند و برخی الگوهای بندالی را امواج منزوی می‌دانند (بلواشتاین، ۱۹۹۳). اما علت اصلی به وجود آمدن بندال از نظر دینامیکی هنوز برای هواشناسان به خوبی مشخص نیست.

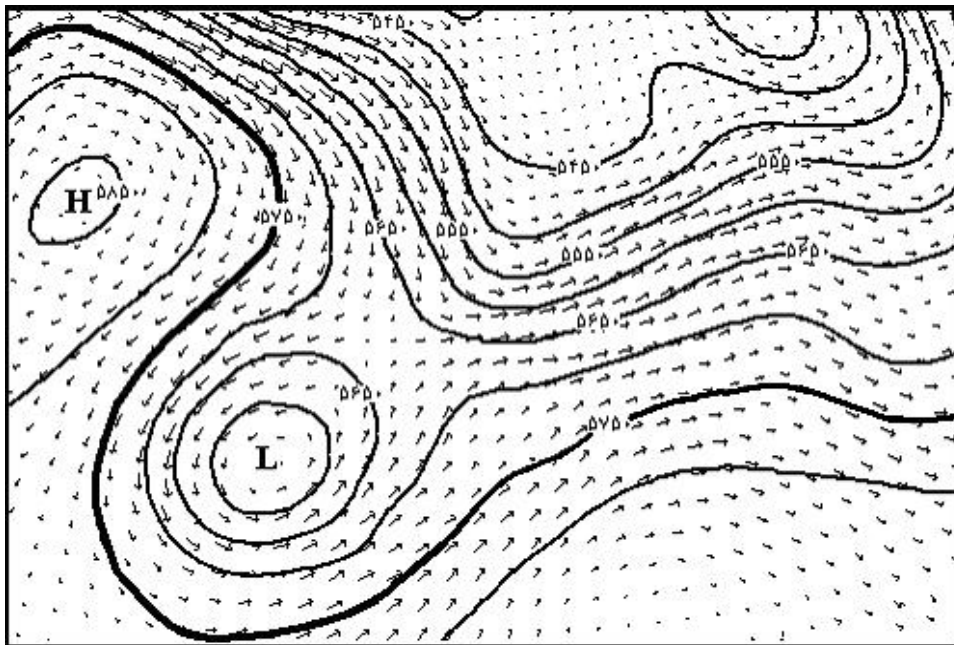
۸ انواع سامانه‌های بندالی

امروزه پنج نوع از سامانه‌های بندالی شناخته شده‌اند (جف حبی، ۲۰۰۲) که عبارت‌اند از: بندال امگا (ω block)، بندال رکس (rex block)، حلقه آتش جریان شکن (ring of fire) یا بریده پرفشار، بندال دوقطبی یا شارش شکافته شده (split flow) و بریده کم‌فشارند. متداول‌ترین آنها بندال‌های امگا به‌ویژه به شکل پشته ساکن با دامنه بلند و دوقطبی هستند (بلواشتاین، ۱۹۹۳).

بندال امگا: این نوع از سامانه بندالی شبیه به حرف یونانی امگا Ω است و همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود در مرکز آن سامانه پرفشار عظیم‌الجثه‌ای به‌نحوی استقرار یافته که پشته‌ای از آن به سمت شمال کشیده شده است و گردش‌های چرخندی در جنوب غربی و جنوب شرقی آن دیده می‌شوند. بنابراین در مرکز بندال وضعیت جوی خوب با هوای خشک و باد ملایم همراه است که هوا نیز از حالت معمول، گرم‌تر است. اما وضعیت جوی در اطراف آن به‌واسطه وجود ناوه‌ها دارای آسمانی ابری، بارانی و توفانی است. چون این



شکل ۴. شکل‌گیری سامانه‌ی بندال امگا روی نقشه ۵۰۰ میلی‌باری در ۲۹ آوریل تا اول مه ۱۹۹۹.



شکل ۵. شکل‌گیری سامانه‌ی بندال رکس روی نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال اول آوریل ۲۰۰۰.

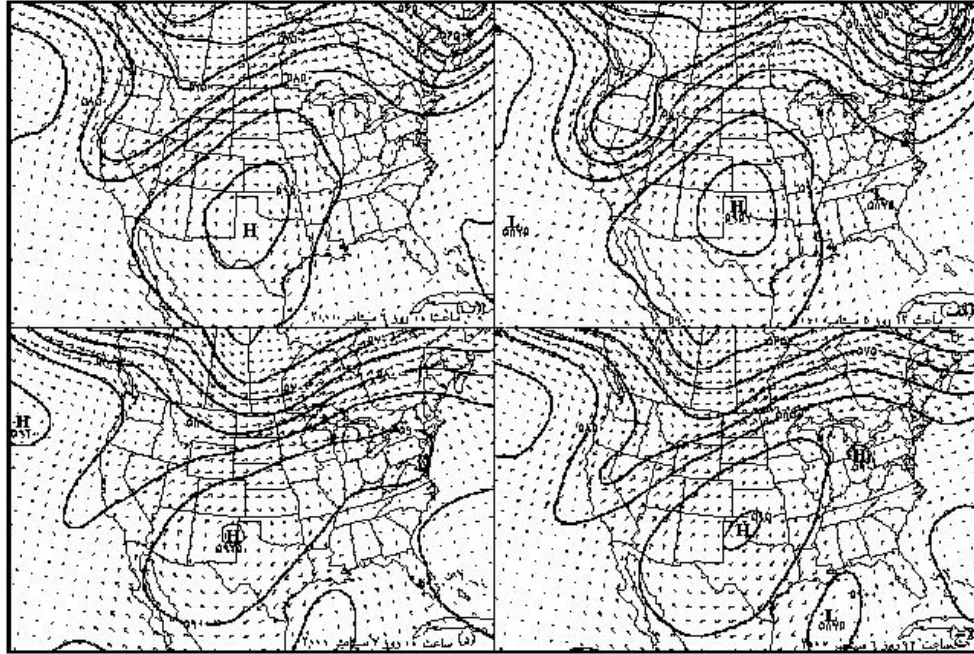
و در آن جهت ادامه مسیر می‌دهند. بنابراین هر چرخندی که از سمت غرب به این ناحیه نزدیک شود یا از روی پشته و یا از سمت ناوه خواهد گذشت و بالطبع تضعیف خواهد شد. اما الگویی که در منطقه مابین دوجت مستقر است در همان جا متوقف می‌شود و در واقع پدیده بندال شکل می‌گیرد. در شکل ۷ مراحل شکل‌گیری آن ارائه شده است. این نوع بیشتر روی سواحل غربی اروپا و امریکای شمالی دیده می‌شود. وردش افقی در گرمایش سطحی و پستی و بلندی، نقش مهمی در ایجاد این نوع از بندال دارند (بلواشتاین، ۱۹۹۳).

بندال بریده کم فشار: این نوع بندال معمولاً زمانی شکل می‌گیرد که جریان‌های شدید سطوح فوقانی جو به عرض‌های جغرافیایی بالاتر انتقال یابند و بخشی را که به صورت سامانه‌ای بسته و کم ارتفاع با چندین کنتور بسته فعالیت دارد، ترک کنند. در هواشناسی سامانه به جا مانده را بریده کم فشار می‌نامند. وضعیت جوی در این حالت وخیم‌تر از بندال نوع رکس است و ممکن است چندین روز در محل باقی بماند و برای ناحیه تحت پوشش خود، بارش، هوای ابری و مرطوب به ارمغان آورد. در شکل ۸ نمونه‌ای از این سامانه نشان داده شده است. در مواردی که به طور همزمان، این بریده کم فشار روی نقشه‌های ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال دیده شوند، به آنها کم فشار با هسته سرد می‌گویند. زمانی که مرکز کم فشار به طور قائم طوری روی هم چیده شده باشد که در همه ترازها دارای موقعیت جغرافیایی یکسان باشد، در ۸۵۰ هکتوپاسکال سردترین دماها دیده می‌شوند، در ۷۰۰ هکتوپاسکال ناحیه جبهه و بیشینه فرارفت تاوایی پتانسیلی در سمت راست کم فشار دیده می‌شود و روی نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز بیشینه تاوایی به طور قائم در مرکز سامانه انباشته می‌شود که بیانگر بسته بودن و اکلوده شدن سامانه است. در

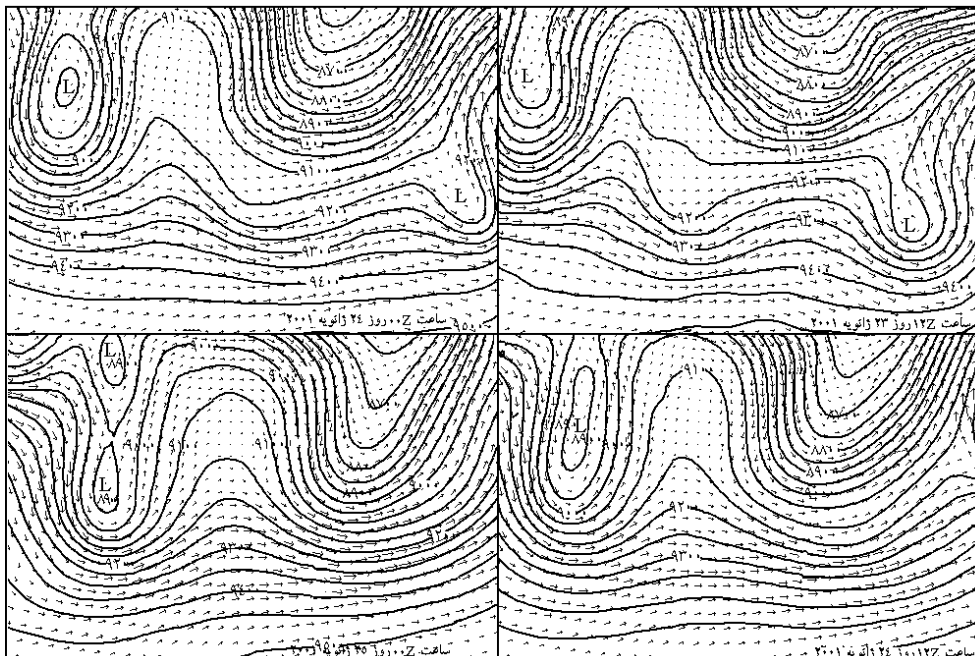
بریده پرفشار یا حلقه آتش جریان شکن: در فصل تابستان کشیدگی از پرفشار برمودا-آزورز روی جنوب شرقی ایالات متحده امریکا دیده می‌شود که اگر جت استریم ضعیف باشد و جبهه‌های سرد کانادایی نیز حضور نداشته باشند این حالت روزهای متوالی برقرار است. در این حالت هوای مرکز سامانه پرفشار بسیار پایدار است ولی کلاهیگ لبه‌های سامانه به حدی ضعیف است که اجازه می‌دهد تا در بعد از ظهر، پدیده، همرفت به وقوع بپیوندد. این پدیده همرفت به صورت حلقه‌ای حول سامانه پرفشار دیده خواهد شد. توفان‌های تندی بعد از ظهری نیز در جهت ساعت‌گرد حول سامانه می‌چرخند. در این هنگام توفان تندی همانند حلقه آتشی در امتداد سواحل خلیج مکزیک و کمانی از توفان‌ها نیز از دشت‌های بزرگ واقع در نواحی شرقی کوه‌های راکی به سمت ایالت‌های اطراف دریاچه‌های بزرگ نظیر میشیگان، اوهایو، مینه‌سوتا، وسکانز، ایندیانا و الینویز کشیده می‌شود. البته حلقه آتش در اصل یک واژه زمین‌شناسی و به معنی وقوع زلزله و آتشفشان در لبه‌های مرزی خشکی‌ها است، اما در هواشناسی منظور همان توفان‌های تندی است. در شکل ۶ نمونه‌ای از این حالت ارائه شده است، در این نوع از سامانه، بارش فقط در مناطق لبه‌های سامانه دیده می‌شود.

بندال دوقطبی یا شارش شکافته شده: این حالت زمانی دیده می‌شود که مرکز ارتفاع زیاد روی یک مرکز ارتفاع کم قرار می‌گیرد و به همین لحاظ معروف به بندال دوقطبی است (بلواشتاین، ۱۹۹۳). چون جریان اصلی پیرامون بندال منشعب می‌شود به آن بندال شارش شکافته شده نیز می‌گویند (جف جبی، ۲۰۰۲). سامانه جت استریم در مواجهه با این بندال مجبور می‌شود که در دو مسیر متفاوت به حرکت خود ادامه دهد و با انشعاب آن، سامانه‌های هواشناسی نیز در محل انشعاب تحت تأثیر نزدیک‌ترین شاخه جت قرار می‌گیرند

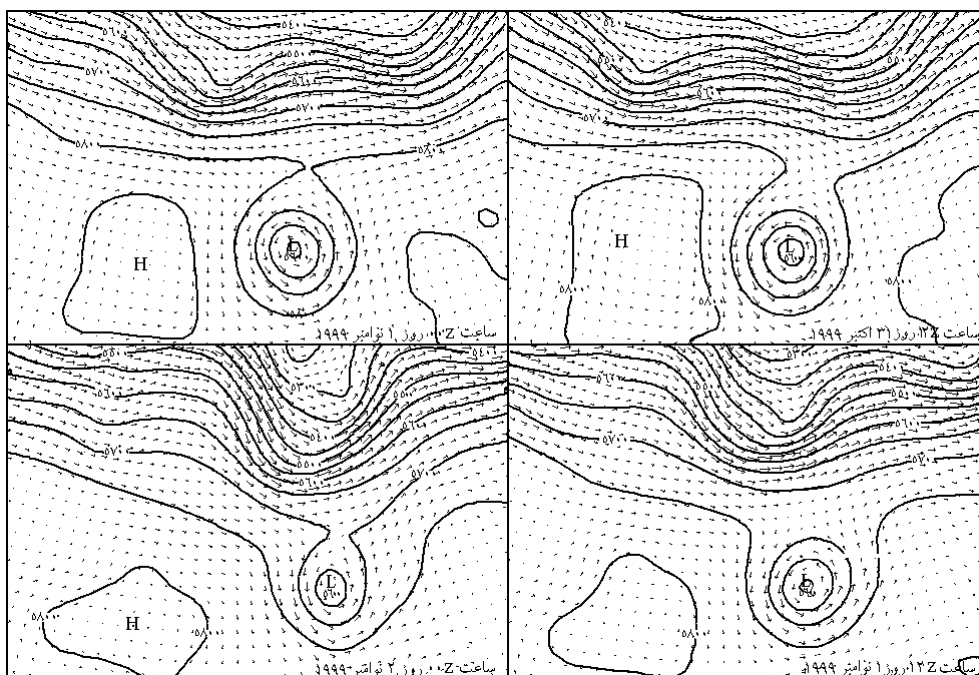
برخی از موارد روی نقشه ۳۰۰ هکتوپاسکال چندین جت رگه‌ای پیرامون کم‌فشار دیده می‌شوند که به سرعت در حال چرخیدن هستند اما در مرکز سامانه، باد افقی دیده نمی‌شود.



شکل ۶. شکل‌گیری سامانه بندال حلقه آتش جریان شکن یا بریده پرفشار روی نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال ۵-۷ سپتامبر ۲۰۰۰.



شکل ۷. شارش شکافته شده روی نقشه ۳۰۰ هکتوپاسکال (۲۳ تا ۲۵ ژانویه ۲۰۰۱).



شکل ۸. بریده کم فشار روی نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال (۳۱ اکتبر تا ۲ نوامبر ۱۹۹۹).

۹ شناسایی بندال

با استفاده از کنتورهای ۵۰۰ هکتوپاسکال به سهولت می‌توانیم تشخیص دهیم (واتسون و همکاران، ۲۰۰۲) که بندال شکل گرفته است یا نه؟ بدین منظور با استفاده از روابط زیر مقدار گرادیان ارتفاع ژئوپتانسیل را در عرض‌های جغرافیایی بالا و پایین محاسبه می‌کنیم:

$$GU = \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_0)}{(\phi_n) - (\phi_0)}, \quad \phi_0 = 80^\circ N + \Delta$$

$$\Delta = -4^\circ N \text{ یا } 0^\circ \text{ یا } +4^\circ, \quad \phi_n = 60^\circ N + \Delta$$

$$GL = \frac{Z(\phi_0) - Z(\phi_s)}{(\phi_0) - (\phi_s)}, \quad \phi_s = 40^\circ N + \Delta$$

که در روابط فوق GU و GL به ترتیب مقدار گرادیان در عرض‌های جغرافیایی بالا و پایین‌اند که برحسب متر بر درجه عرض جغرافیایی است.

سامانه بندال در جایی و زمانی شکل می‌گیرد که

حداقل پنج روز متوالی در ناحیه‌ای به وسعت بیش از 20°

طول جغرافیایی شرایط زیر برقرار شد.

$$\text{متر بر درجه عرض جغرافیایی } GU < -10$$

$$\text{متر بر درجه عرض جغرافیایی } GL \geq 0$$

روش عملی محاسبات بدین قرار است که ابتدا شبکه‌ای با ابعاد $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ اختیار می‌شود و سپس بیشینه گرادیان ارتفاع ژئوپتانسیلی (GMM) را در راستای نصف‌النهار و بعد مقدار گرادیان را در سمت قطب (GU) و در سمت استوا (GL) با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌کنیم:

$$GL = \frac{Z(\alpha) - Z(\alpha - 20)}{20}$$

$$GMM = Z(\beta) - Z(\alpha)$$

$$GU = \frac{Z(\beta + 20) - Z(\beta)}{20}$$

در روابط فوق α در محدوده $37/5$ تا $42/5$ درجه شمالی

خشکسالی به ارمغان آورده‌اند. همچنین بررسی موقعیت بندال‌ها نشان می‌دهد که بیشترین تعداد چرخندزایی در شرق مدیترانه صورت گرفته است. در این بررسی سامانه‌های بندالی که چرخندزایی آنها در دریای مدیترانه تأثیری در ایجاد بارش در ایران ندارد و فقط گرما و خشکسالی به ارمغان می‌آورد، در جدول ۱ و نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال چند نمونه از آنها نیز در شکل ۹ ارائه شده است. در این شکل به جز مورد مربوط به ۱۹ نوامبر ۱۹۸۹، بقیه سامانه‌ها از نوع بندال رکس‌اند.

سامانه‌های مؤثر بر بارش ایران در جدول ۲ ارائه شده‌اند. در این جدول، زمان وقوع بیشینه بارش سامانه آورده شده است که برحسب سانتی‌متر در ۲۴ ساعت و مکان چرخندزایی و مقدار کمینه کم‌فشار نیز در آن گنجانده شده است. همچنین بررسی این سامانه‌ها در طی شروع تا خاتمه به‌طور خلاصه در ستون ملاحظات جدول آورده شده است. برای نمونه چند مورد از این سامانه‌ها را که در ایران منجر به سیل شده‌اند و آمار مربوط به سیل آنها در وزارت کشور موجود بود انتخاب کرده‌ایم. نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال آنها با موقعیت جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۱۰ و نقشه‌های سطح متوسط دریای مربوط به آنها نیز در شکل ۱۱ ارائه شده است. در بررسی این سامانه‌های بندالی موارد زیر مشهود بودند:

سامانه بندالی فوریه ۱۹۹۳، در این سامانه ابتدا کم‌فشار ۱۰۱۲ میلی‌بار مدیترانه‌ای از غرب وارد کشور شده است اما با نفوذ پرفشار به شمال غربی ایران و استقرار پرفشار در شرق ایران در روزهای بعد، هسته ثانوی کم‌فشار مدیترانه‌ای از سمت سودان به جنوب و جنوب غربی کشور وارد شده است. این سامانه چون مدتی روی دریای عمان و خلیج فارس مستقر بوده لذا با کسب رطوبت از دریا بارش خوبی را به همراه داشته است. بارش سامانه از ۲ تا ۶، از ۱۱ تا ۱۵ و ۲۰ تا ۲۱ فوریه با بیشینه‌های

و β نیز از $\alpha+20$ شروع و در ۷۰ درجه شمالی خاتمه می‌یابد، البته نمونه‌های آنها ۲/۵ درجه انتخاب شده‌اند. محدوده محاسبات برای اقیانوس اطلس بین طول‌های جغرافیایی ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و برای اقیانوس آرام مابین ۹۰ درجه شرقی تا ۹۰ درجه غربی در نظر گرفته شده است. با استفاده از داده‌های ارتفاع‌های ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی ایستگاه‌های واقع در محدوده که از مرکز NCEP دریافت شده آمار مربوط به وقوع سامانه‌های بندال در سال‌های بین ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۷ استخراج شده است که نتایج حاصل برای دو اقیانوس در گزارش نهایی طرح "آنالیز هم‌دیدگی رژیم بندالی روی مدیترانه و تأثیر آن بر حوادث وضعیت جوی روی ایران، شماره طرح ۶۵۱/۶/۸۰۹، تاریخ تصویب ۱۳۸۱/۲/۳" آورده شده است و بررسی نتایج حاصل برای اقیانوس اطلس که در برگیرنده منطقه دریای مدیترانه است در جدول‌های شماره ۱ و ۲ ارائه شده است.

۱۰ بحث و نتیجه‌گیری

بررسی زمان وقوع بندال‌های اقیانوس اطلس در طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۷ نشان می‌دهد که بیشترین تعداد وقوع این پدیده به‌ترتیب در ماه‌های دسامبر، آوریل، ژانویه، نوامبر، سپتامبر، مارس، فوریه و اکتبر بوده است که بیشتر با فصول زمستان و بهار منطبق است اما، مکان وقوع سامانه‌های بندالی در ترازهای میانی و بالا و به‌خصوص در نزدیکی سطح وردایست در نواحی حوزه‌های شرقی اقیانوس‌های آرام، اطلس، غرب امریکای شمالی و اروپا است.

بررسی مکان‌های چرخندزایی نیز نشان می‌دهد که بیشتر چرخندهایی که به‌واسطه وجود بندال در غرب مدیترانه و یا اقیانوس اطلس شرقی شکل گرفته‌اند از روی اروپا و ترکیه به سمت عرض‌های بالا حرکت می‌کنند، از نظر بارش تأثیری روی کشور ما ندارند و فقط گرما و

جدول ۱. آمار مربوط به زمان حمله و خاتمه سامانه‌های بندالی اقیانوس اطلس در طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۷ که چرخندزایی آنها تأثیری در بارش منطقه ایران نداشته است. (اختصارها: غ م = غرب مدیترانه؛ ش م = شرق مدیترانه).

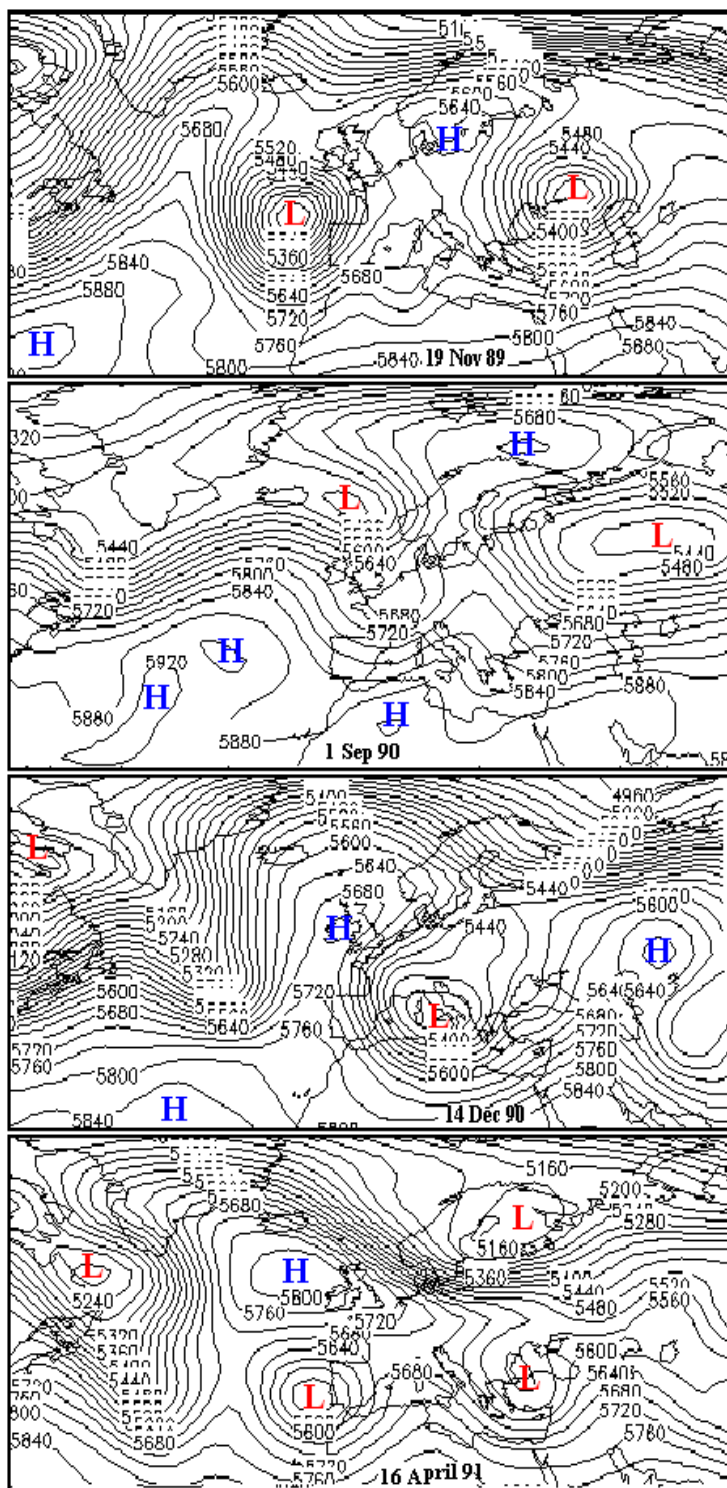
ملاحظات	کم فشار (mb)	تاریخ خاتمه			موقعیت	تاریخ حمله			موقعیت
		سال	ماه	روز	طول جغرافیایی	سال	ماه	روز	طول جغرافیایی
L در ش م. اما ایران تحت پوشش کامل پرفشار است. بارش جزئی محلی در آستارا و کردستان.	۱۰۱۴	۸۹	نوامبر	۲۷	۶۷-۵۰ W	۸۹	نوامبر	۱۹	۲۷-۵۰ E
L در غ م. و جهت حرکت آن از شرق اروپا به سمت عرض‌های بالا است. از نوع بریده پرفشار.	۱۰۰۴	۹۰	آوریل	۲۴	۰۷-۵۰ W	۹۰	آوریل	۱۵	۴۰-۰۰ E
L در غ م. و کل ایران تحت پوشش پرفشار است. از نوع بریده پرفشار و بن‌دال Ω در غرب انگلیس.	۱۰۱۰	۹۰	سپتامبر	۰۸	۰۷-۵۰ E	۹۰	سپتامبر	۰۱	۴۲-۵۰ E
L در غ م. و پرفشار مستقر در غرب ایران مانع از نفوذ است. از نوع شارش شکافته شده.	۱۰۰۸	۹۰	نوامبر	۱۴	۷۲-۵۰ W	۹۰	نوامبر	۰۳	۵۵-۰۰ W
L روی ایتالیا اما کل ایران تحت پوشش پرفشار است.	۹۹۶	۹۰	دسامبر	۱۹	۰۲-۵۰ E	۹۰	دسامبر	۱۴	۰۲-۵۰ E
L روی ایتالیا اما پرفشار مستقر در غرب ایران مانع از نفوذ است.	۱۰۱۶	۹۱	آوریل	۲۰	۳۵-۰۰ W	۹۱	آوریل	۱۰	۳۰-۰۰ E
L روی ترکیه و ۹۹۶ mb روی ایتالیا اما پرفشار قوی مستقر در غرب ایران مانع از نفوذ است.	۱۰۰۴	۹۱	آوریل	۲۰	۳۵-۰۰ W	۹۱	آوریل	۱۶	۱۷-۵۰ W
L در غ م. و کل ایران تحت پوشش پرفشار است.	۹۹۸	۹۲	اکتبر	۰۸	۱۲-۵۰ W	۹۲	اکتبر	۰۴	۰۲-۵۰ W
L سودانی که از جنوب و جنوب غربی وارد ایران شده است به لحاظ کمبود رطوبت تأثیر چندانی نداشته.	۱۰۰۶	۹۳	سپتامبر	۱۶	۲۲-۵۰ W	۹۳	سپتامبر	۱۱	۱۷-۵۰ W
L در ش م. اما زبانه H هیمالیا از NE وارد ایران شده و L از Sw ایران می‌گذرد.	۱۰۰۶	۹۵	سپتامبر	۰۹	۱۰-۰۰ W	۹۵	سپتامبر	۰۱	۰۷-۵۰ E
L در غ م. و کل ایران تحت پوشش پرفشار است.	۹۹۴	۹۵	نوامبر	۰۴	۱۰-۰۰ E	۹۵	اکتبر	۳۱	۳۰-۰۰ W
L در غ م. و کل ایران تحت پوشش پرفشار است.	۱۰۱۱	۹۵	نوامبر	۱۵	۴۰-۰۰ W	۹۵	نوامبر	۱۱	۲۵-۰۰ W
L در غ م. اما زبانه H هیمالیا و H آزرورس مانع ورود سامانه به کشور شده است.	۹۹۷	۹۶	سپتامبر	۲۶	۰۰	۹۶	سپتامبر	۲۲	۱۰-۰۰ W
L در غ م. و کل ایران تحت پوشش پرفشار است.	۱۰۰۳	۹۷	ژانویه	۱۴	۰۲-۵۰ E	۹۷	ژانویه	۰۵	۲۵-۰۰ W

جدول ۲. آمار مربوط به زمان حمله و خاتمه سامانه بندال در اقیانوس اطلس در طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۷.

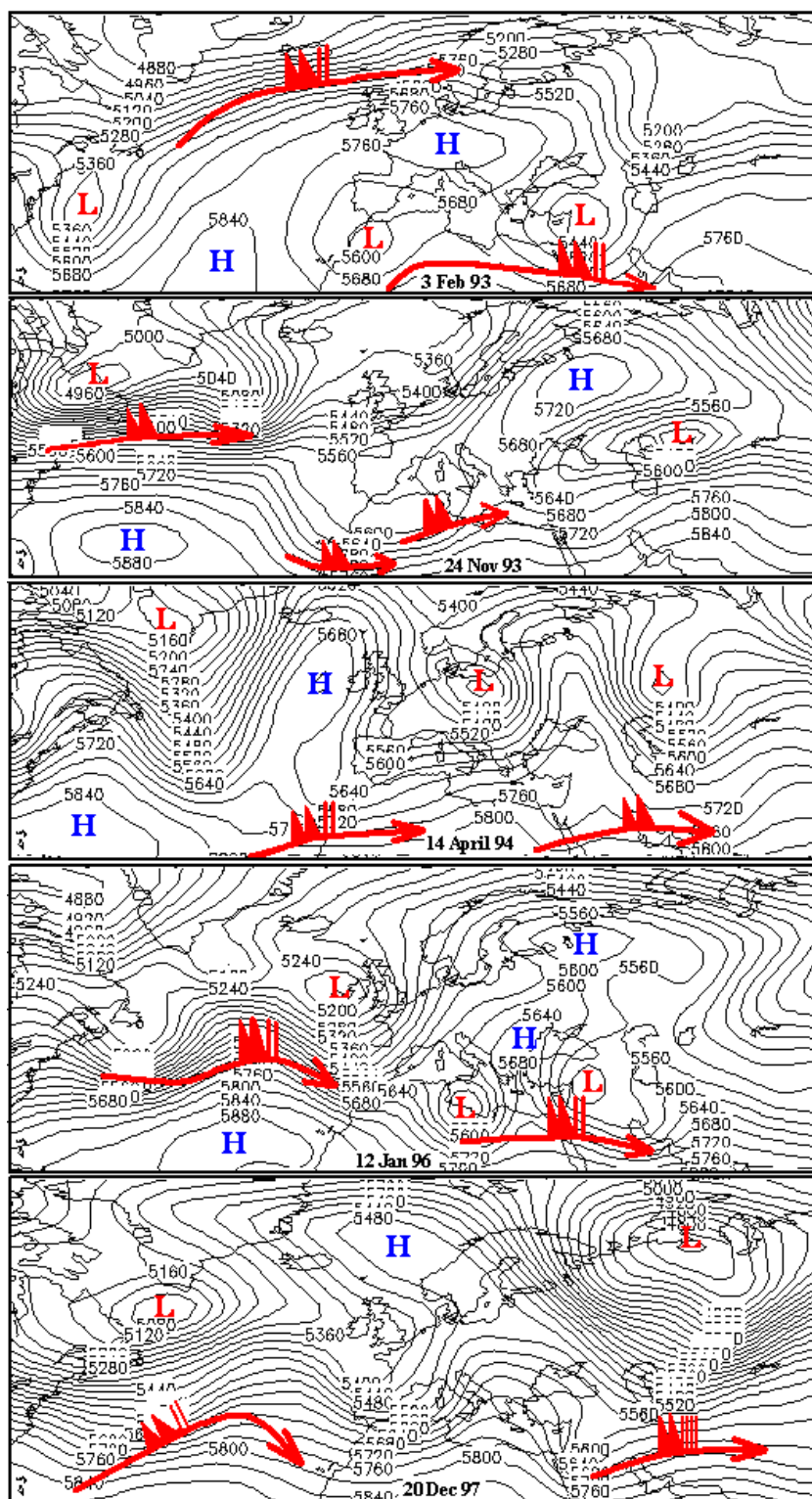
ملاحظات	بیشینه بارش		موقعیت	کم فشار (mb)	تاریخ خاتمه			موقعیت طول جغرافیایی	تاریخ حمله			موقعیت طول جغرافیایی
	روز	cm.day ⁻¹			سال	ماه	روز		سال	ماه	روز	
-	۱۲	۲/۵	ش م	۱۰۰۲	۸۹	دسامبر	۱۷	۸۲ - ۵۰ W	۸۹	دسامبر	۱۰	۵۰ - ۰۰ W
کمربندی از H در شمال ایران، شبیه بندال رکس و بارش در کل ایران	۱۹	۳/۲	ش م	۱۰۱۴	۹۱	ژانویه	۲۱	۱۵ - ۰۰ E	۹۱	ژانویه	۱۶	۴۵ - ۰۰ E
H در نیمه شرقی ایران، بارش در W و SW ایران	۸	۴/۰	ش م	۱۰۱۰	۹۱	فوریه	۱۱	۰۵ - ۰۰ W	۹۱	ژانویه	۳۰	۱۷ - ۵۰ E
استقرار H در کل ایران، بارش در NW ایران	۲	۱/۶	ش م	۱۰۱۲	۹۱	نوامبر	۰۱	۳۰ - ۰۰ E	۹۱	اکتبر	۲۵	۲۰ - ۰۰ E
ابتدا H روی ایران که با عقب‌نشینی آن بارش بسیار خوبی آغاز شده	۹	۳/۲	ش م	۹۹۴	۹۱	دسامبر	۱۳	۱۲ - ۵۰ E	۹۱	دسامبر	۰۷	۱۰ - ۰۰ E
بارش به واسطه کم فشار سودان، بارش در N و W ایران	۲۲	۸/۸	غ م	۱۰۱۲	۹۲	ژانویه	۲۶	۲۷ - ۵۰ E	۹۲	ژانویه	۲۰	۲۲ - ۵۰ E
H در نیمه شرقی و شمال ایران مانع ورود L مدیترانه است.	۳۰	۳/۵	سودان	۱۰۰۶	۹۲	فوریه	۰۳	۲۰ - ۰۰ E	۹۲	ژانویه	۲۸	۰۵ - ۰۰ W
H در اکثر نقاط ایران	۹	۱/۶	سودان	۱۰۱۴	۹۲	مارس	۱۱	۲۲ - ۵۰ E	۹۲	مارس	۰۶	۲۷ - ۵۰ E
H روی ایران مانع ورود L مدیترانه است.	۱۵	۲/۵	سودان	۱۰۱۰	۹۲	مارس	۲۰	۶۷ - ۵۰ E	۹۲	مارس	۱۴	۶۰ - ۰۰ E
H روی اروپا سبب حرکت L مدیترانه از سمت افریقا به شرق	۲۲	۳/۶	غ م	۱۰۱۰	۹۲	دسامبر	۲۱	۳۵ - ۰۰ E	۹۲	دسامبر	۱۷	۲۲ - ۵۰ E
H قوی روی اروپا تا غرب ایران	۳	۲/۸	غ م	۱۰۰۸	۹۳	ژانویه	۰۶	۲۲ - ۵۰ E	۹۲	دسامبر	۲۶	۱۷ - ۵۰ E
H قوی روی ترکیه و ایران سبب نفوذ L به شمال ایران	۳	۲/۸	غ م	۱۰۱۰	۹۳	ژانویه	۰۶	۲۲ - ۵۰ E	۹۲	دسامبر	۳۱	۳۰ - ۰۰ E
با الحاق L سودان بارش سیل آسا در هرمزگان	۴	۷/۰	ش م	۱۰۱۰	۹۳	فوریه	۱۰	۱۷ - ۵۰ W	۹۳	فوریه	۰۱	۲۲ - ۵۰ E
زبان‌های از H در NW ایران تا مدیترانه سبب نفوذ L از S ، W	۸	۳/۲	ش م	۱۰۰۶	۹۳	مارس	۱۰	۰۵ - ۰۰ E	۹۳	فوریه	۲۴	۱۲ - ۵۰ W
الحاق (۱۰۰۶) L سودان	۸	۲/۸	ش م	۹۹۶	۹۳	مارس	۱۰	۰۵ - ۰۰ E	۹۳	مارس	۰۴	۰۵ - ۰۰ E
الحاق (۱۰۰۸) L سودان نفوذ L از NE ایران	۷	۲/۶	ش م	۱۰۰۲	۹۳	آوریل	۱۳	۰۷ - ۵۰ W	۹۳	آوریل	۰۴	۵۰ - ۰۰ W
H در اکثر نقاط ایران نفوذ L از دریای خزر	۲۴	۲/۸	ش م	۱۰۰۹	۹۳	نوامبر	۲۵	۳۰ - ۰۰ E	۹۳	نوامبر	۱۷	۱۲ - ۵۰ E
H در اکثر نقاط ایران	۲۹	۱/۲	ش م	۱۰۰۹	۹۳	دسامبر	۰۴	۵۲ - ۵۰ E	۹۳	نوامبر	۲۹	۴۲ - ۵۰ E
H در عرض‌های شمالی سبب عبور سامانه از روی ایران	۱۴	۱/۲	ش م	۹۹۹	۹۴	فوریه	۱۶	۱۲ - ۵۰ E	۹۴	فوریه	۱۲	۰ - ۰۰ E
H در NW ایران مانع نفوذ	۲۷	۱/۲	ش م	۱۰۱۰	۹۴	فوریه	۲۸	۶۵ - ۰۰ W	۹۴	فوریه	۲۱	۰۰

ادامه جدول ۲

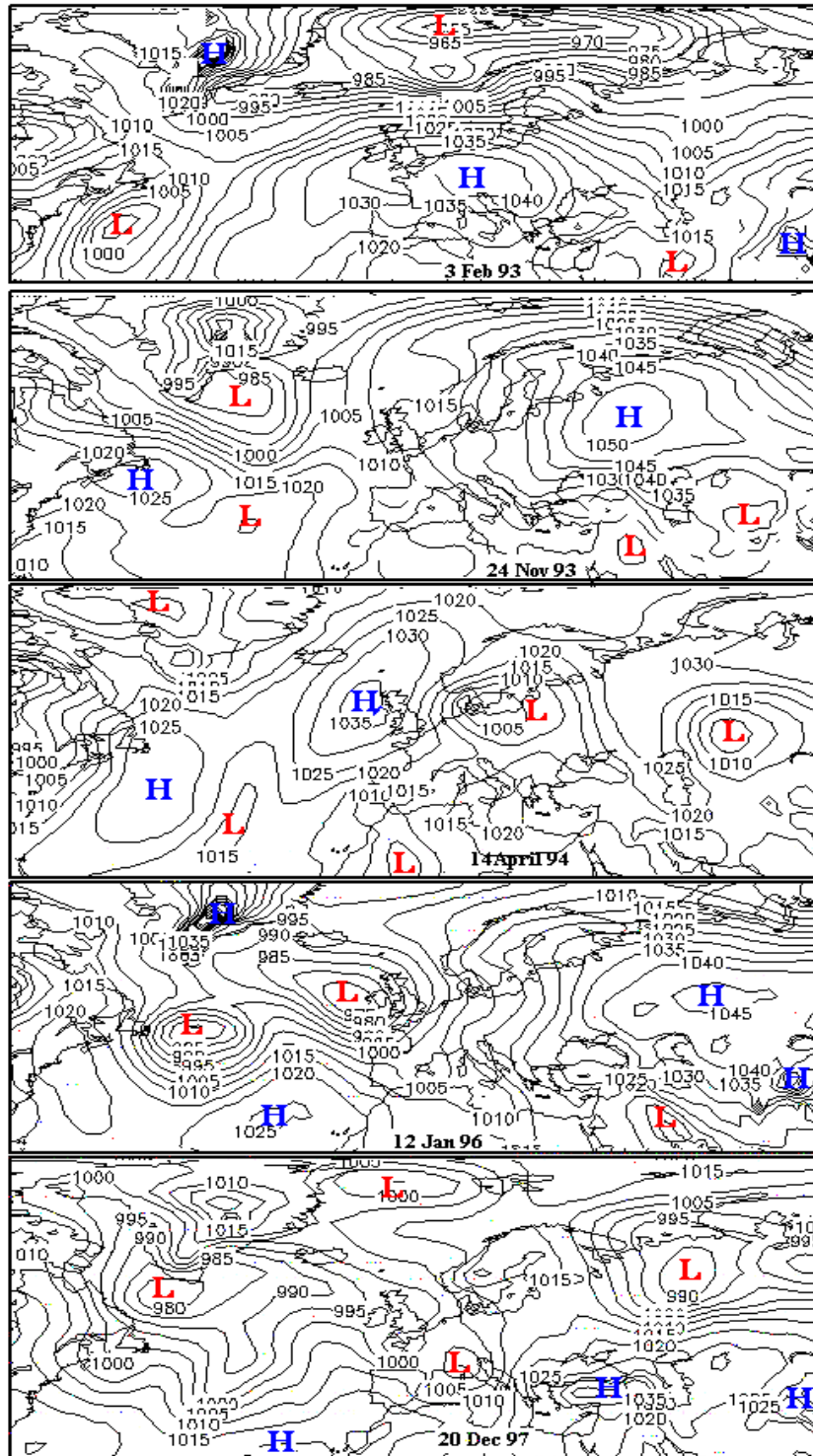
ملاحظات	بیشینه بارش		موقعیت	کم فشار (mb)	تاریخ خاتمه			موقعیت طول جغرافیایی	تاریخ حمله			موقعیت طول جغرافیایی
	روز	Cm.day ⁻¹			سال	ماه	روز		سال	ماه	روز	
H قوی در غرب ایران	۱۷	۱/۲	ش م	۱۰۰۰	۹۴	آوریل	۱۸	۸۲ - ۵۰ W	۹۴	آوریل	۱۴	۱۷ - ۵۰ W
H قوی واقع در نیمه غربی ایران سبب نفوذ L از NE ایران	۱۶	۱/۸	ش م	۹۹۸	۹۵	ژانویه	۲۳	۴۲ - ۵۰ E	۹۵	ژانویه	۱۳	۰۰
الحاق (۱۰۰۱) L سودان با H ضعیف در نیمه غربی ایران	۲۴	۳/۵	دریا سیاه	۱۰۰۲	۹۵	آوریل	۲۸	۰۰	۹۵	آوریل	۱۶	۷۷ - ۵۰ W
زبانہ H اروپا سبب تغییر مسیر L از سمت افریقا به شرق	۲۴	۳/۵	غ م	۱۰۰۶	۹۵	آوریل	۲۸	۰۰	۹۵	آوریل	۲۴	۲۰ - ۰۰ W
H آزرورس در عرض‌های شمالی و روی ایران	۴	۱/۶	ش م	۱۰۰۴	۹۵	دسامبر	۰۸	۲۵ - ۰۰ E	۹۵	دسامبر	۰۳	۴۰ - ۰۰ E
زبانہ H شرق مدیترانه سبب تغییر مسیر L از سمت افریقا به شرق	۱۱	۴/۰	ش م	۱۰۰۰	۹۵	دسامبر	۲۳	۶۵ - ۰۰ W	۹۵	دسامبر	۱۲	۳۰ - ۰۰ W
(۱۰۱۵) L سودان و H در شرق مدیترانه، L از دریای سیاه به بالا رفته	۲۵	۱/۵	غ م	۹۹۶	۹۶	ژانویه	۰۲	۴۵ - ۰۰ W	۹۵	دسامبر	۲۵	۶۷ - ۵۰ W
H قوی در NW و اروپا سبب نفوذ L از سمت افریقا به شرق	۱۲	۲/۲	غ م	۱۰۰۳	۹۶	ژانویه	۳۱	۰۰	۹۶	ژانویه	۱۲	۳۷ - ۵۰ E
H قوی در غرب ایران	۲۳	۱/۶	ش م	۱۰۱۰	۹۶	ژانویه	۳۱	۰۰	۹۶	ژانویه	۱۶	۶۵ - ۰۰ E
H ضعیفی در غرب ایران	۷	۲/۴	ش م	۱۰۰۲	۹۶	مارس	۰۴	۲۷ - ۵۰ W	۹۶	فوریه	۲۹	۴۵ - ۰۰ E
H قوی در هیمالیا و آزرورس که زبانہ کم فشار از بین آنها به بالا	۱۳	۳/۵	ش م	۱۰۰۰	۹۶	مارس	۲۱	۴۲ - ۵۰ W	۹۶	مارس	۰۶	۲۲ - ۵۰ W
H سیبری با محور غرب به شرق	۲۴	۱/۵	ش م	۱۰۰۰	۹۶	آوریل	۰۱	۶۰ - ۰۰ W	۹۶	مارس	۲۴	۳۰ - ۰۰ W
H آزرورس با محور NW به SE به سمت شرق در حال حرکت	۲۰	۰/۸	غ م	۹۹۷	۹۶	سپتامبر	۲۶	۰۰	۹۶	سپتامبر	۱۷	۱۵ - ۰۰ E
H در شرق اروپا	۱۰	۱/۵	غ م	۱۰۱۰	۹۶	دسامبر	۱۴	۵۵ - ۰۰ W	۹۶	دسامبر	۱۰	۰۵ - ۰۰ W
کمربندی از L از NW اروپا به SW ایران در حال حرکت به شرق	۱۸	۱/۵	دریا سیاه	۱۰۰۲	۹۷	آوریل	۲۴	۰۰	۹۷	آوریل	۱۳	۵۲ - ۵۰ W
(۱۰۰۴) L سودان و H قوی در شمال ایران	۵	۱/۲	ش م	۱۰۱۰	۹۷	سپتامبر	۰۵	۳۷ - ۵۰ E	۹۷	سپتامبر	۰۱	۲۷ - ۵۰ E
H در غرب اروپا و ایران و کمربند L از بین آنها به سمت بالا	۲۳	۰/۵	غ م	۱۰۰۴	۹۷	اکتبر	۲۷	۳۵ - ۰۰ W	۹۷	اکتبر	۲۳	۴۲ - ۵۰ W
H سیبری با محور NW به SE ایران	۲۰	۲/۰	ش م	۱۰۰۴	۹۷	نوامبر	۲۶	۴۵ - ۰۰ W	۹۷	نوامبر	۱۷	۱۰ - ۰۰ E
کمربندی از H از NW اروپا به SW ایران در حال حرکت به شرق	۳۰	۲/۸	غ م	۹۹۸	۹۷	دسامبر	۰۷	۸۵ - ۰۰ W	۹۷	نوامبر	۲۸	۵۰ - ۰۰ E
H قوی در NW ایران مانع از نفوذ کامل L به ایران	۲۰	۲/۸	ش م	۹۹۸	۹۷	دسامبر	۲۰	۰۷ - ۵۰ W	۹۷	دسامبر	۱۵	۴۷ - ۵۰ E



شکل ۹. نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال چند نمونه از سامانه‌های بندالی که منجر به گرم شدن و خشکسالی در ایران شده‌اند. در شکل، مرکز ارتفاع کم با L و مرکز ارتفاع زیاد با H نشان داده شده است.



شکل ۱۰. نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال چند نمونه از سامانه‌های بندالی که منجر به جاری شدن سیل در ایران شده‌اند. در شکل، مرکز ارتفاع کم با L، مرکز ارتفاع زیاد با H و مکان عبور محور جت استریم در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و بیشینه سرعت آن نیز نشان داده شده است.



شکل ۱۱. نقشه‌های سطح متوسط دریای چند نمونه از سامانه‌های بندالی که منجر به جاری شدن سیل در ایران شده‌اند. در شکل، مرکز فشار کم با L، مرکز فشار زیاد با H نشان داده شده است.

دریای سرخ و عربستان از جنوب غربی وارد ایران شده است. این سامانه از روز ۵ ژانویه تا ۲ فوریه در نیمه غربی کشور با بارش همراه بوده است که بیشینه آن در روز ۱۱ ژانویه حدود 1 cm.day^{-1} در بخش‌های جنوب غربی و جنوب کشور بوده است که منجر به جاری شدن سیل در شهرهای تابعه هرمزگان در ۲۲ دی ۱۳۷۴، در شهرهای تابعه خوزستان در ۲۸ دی ۱۳۷۴ و دهدشت واقع در کهگیلویه و بویراحمد در ۱۶ دی ۱۳۷۴ شده است.

سامانه بندالی دسامبر ۱۹۹۷، در ۱۶ دسامبر جت قوی از روی جنوب ایران و در روز بعد جتی نیز از روی شمال ایران در حال حرکت است. بارش سامانه از ۵ تا ۲۰ دسامبر در نیمه غربی و جنوبی کشور بوده است که منجر به جاری شدن سیل در سطح استان سیستان و بلوچستان در ۱۵ آذر ۷۶ شده است.

بررسی‌ها نشان می‌دهد، در مواردی که پرفشارهای قوی روی سبیری و آزرور دارای محور غرب به شرق بوده‌اند و به عرض‌های پایین گسترش داشته‌اند، سامانه‌های کم فشاری به اجبار از عرض‌های پایین و از روی ایران عبور کرده‌اند اما در مواردی که پرفشار روی آزرور زبانه‌ای روی شرق اروپا داشته است کم‌فشار مدیترانه‌ای به دو هسته تقسیم شده است که یکی از روی ترکیه و عراق به غرب ایران نزدیک و دیگری به روی شمال افریقا کشیده شده است و با عبور از روی سودان و دریای سرخ از سمت عربستان به منطقه ایران وارد شده و به مسیر خود ادامه داده است. در مواردی که این دو روی ایران به هم ملحق شده‌اند و روزهای متوالی در ایران توقف داشتند، بارش‌های سیل آسا در ایران و به‌خصوص در مناطق غرب، جنوب غربی و جنوب ایران رخ داده است اما، در مواردی که دو پرفشار قوی از هم فاصله داشته‌اند. کم‌فشار مدیترانه‌ای از بین آنها به سمت عرض‌های بالا حرکت کرده است و در

1 cm.day^{-1} در ۴/۵ فوریه، 1 cm.day^{-1} در ۶/۵ در ۴ فوریه و 1 cm.day^{-1} در ۴/۰ در ۲۰ فوریه بوده است که منجر به جاری شدن سیل در ۱۱ بهمن ۱۳۷۱ در خرم‌آباد و یاسوج؛ در ۱۳ بهمن ۱۳۷۱ و در ۱۴ بهمن ۱۳۷۱ در سطح استان‌های خوزستان، بوشهر، هرمزگان و فارس؛ در ۱۱ الی ۱۵ بهمن ۱۳۷۱ در سطح استان کرمان؛ در ۱۶ بهمن ۱۳۷۱ در نیک شهر در سیستان و بلوچستان شده است.

سامانه بندالی نوامبر ۱۹۹۳، پرفشار در این سامانه به صورت طاقی روی دریای خزر تا شرق دریای مدیترانه کشیده شده است و بارش سامانه بیشتر در نیمه غربی و شمال ایران از ۱۰ تا ۱۴ و از ۲۴ تا ۲۹ نوامبر ادامه داشته است که شدت آن 1 cm.day^{-1} در ۳/۵ در ۱۳ نوامبر و 1 cm.day^{-1} در ۲/۶ در ۲۴ نوامبر بوده است. این سامانه در ۶ آذر ۱۳۷۲ منجر به سیل در اندیمشک و بستان؛ در ۲۰ آبان ۱۳۷۲ منجر به سیل در بندرانزلی؛ در ۲۲ آبان ۱۳۷۲ منجر به سیل در سطح استان گیلان شده است.

سامانه بندالی آوریل ۱۹۹۴، سامانه کم‌فشار با استقرار پرفشار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر و پرفشار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال در شرق ایران در مسیری کانالی شکل که از جنوب غربی تا شمال شرقی ایران کشیده شده است از کشور خارج می‌شود. بارش سامانه از ۱۱ تا ۱۷ و از ۲۶ تا ۳۰ آوریل در نیمه غربی کشور بوده است که در ۶ اردیبهشت ۱۳۷۳ با بارش باران و نگرگ منجر به جاری شدن سیل در جوانرود کرمانشاه و در همین روز با بارش شدید باران و جاری شدن سیلاب در شهرهای بافت و بردسیر کرمان همراه بوده است.

سامانه بندالی ژانویه ۱۹۹۶، کم‌فشاری که در مدیترانه شرقی شکل گرفته است با استقرار پرفشار در شمال اروپا و شمال ایران از مسیر خود به عرض‌های پایین منحرف شده و با عبور از روی شمال افریقا از سمت

پروفسور استفان کالوکسی از دانشگاه کرنل ایالات متحده امریکا و پروفسور پریزرکاس از دانشگاه آتن کشور یونان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- اطلس کامل گیئاشناسی، ۱۳۷۷، ISBN 964-6241-27-1.
- Bluestein Howard B., 1993, Synoptic-dynamic meteorology in mid latitudes. Vol 2.
- Dickinson, M., and Molinari, J., 2002, Mixed rossby-gravity waves and western pacific tropical cyclogenesis. Part I: synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2183-2196.
- Holton, J. R., 1992, An introduction to dynamic meteorology. 3rd édition, Academic Press, 511.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Roberston, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- <http://www.britannica.com/eb/article?eu=117968&tocid=0&query=mediterranean>.
- http://www.peakware.com/encyclopedia/ranges/maps/europe_m.htm.
- http://www.lyachtua.com/Medit_marinas/Mediterranean_Sailing/mediterranean_winds.shtm.
- Hoskins, B. J., and Karoly, D. J., 1981, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **3**, 1179-1196.
- JANSA, WMO, 1999, International symposium on cyclones and hazardous weather in the mediterranean palma de mallorca, 14-17 April 1997. <http://www.inm.es/wwi/palma/JANSA/JANSA1.HTM> ;INM/.
- Haby, J, 2002, <http://www.theweatherprediction.com/advanced/blocking/>, ATMOSPHERIC BLOCKING.
- Prezerakos, N. G., Flocas, H. A., and Michaelides, S. C., 1999, Upper-tropospheric downstream development leading to surface cyclogenesis in the central Mediterranean, *Meteorol. Appl.*, **6**, 313-322.
- Trigo, I. F., Bigg, G. R., and Davies, T. D., 2002, Climatology of cyclogenesis mechanisms in the mediterranean, *Mon. Weather Rev.* **130**, 549-569.
- Watson, Joshua S., Stephen J., Colucci, 2002, Evaluation of ensemble predictions of blocking in the NCEP global spectral model. *Mon. Weather Rev.* **130**, 3008-3021.

این حالت بارش‌های خوبی در نیمه غربی ایران رخ داده است. در مواقعی که پرفشار قوی سیبری دارای زبانه‌ای روی عرض‌های پایین و به‌خصوص روی ایران بوده است. کم‌فشار وارد ایران نشده و سامانه بندالی، فقط گرما و خشکسالی برای ایران به ارمغان آورده است. پس بررسی‌ها نشان می‌دهد که چرخندهایی که در مسیر شرق در حال حرکت‌اند با شکل‌گیری بندال به سمت شمال یا جنوب مسیر اصلی خود تغییر جهت می‌دهند و در نتیجه برای نواحی که در مسیر اصلی حرکت چرخند قرار دارند، به علت کاهش یافتن بارش برف در مناطق کوهستانی در طی وقوع پدیده بندال، در فصل‌های بهار و تابستان بعدی خشکسالی‌های شدیدی و برای نواحی ناوه‌ها و نیز به واسطه ریزش هوای سرد قطبی به آن ناحیه، زمستان‌های بی‌نهایت سرد به ارمغان آورده‌اند. پس بندالی شدن سامانه‌های جوی می‌تواند به توقف حرکت الگوهای هواشناسی منجر شود که در طی آن الگوهای حاکم بر جو نیز روزها و حتی هفته‌ها در محل خود باقی می‌مانند. در این حالت، وقوع پدیده‌هایی نظیر سیل، خشکسالی، دماهای بالای نرمال، دماهای پایین نرمال و دیگر فرین‌های جوی محتمل هستند. پس شناسایی وقوع آنها در آغاز گسترش، حائز اهمیت است و با آگاهی از آن می‌توان با اطمینان بیشتری وضعیت جوی را برای چند روز آینده پیش‌بینی کرد.

تشکر و قدردانی

مقاله حاضر، مستخرج از طرح پژوهشی "آنالیز سینوپتیکی رژیم بندالی روی مدیترانه و تأثیر آن بر حوادث وضعیت جوی روی ایران" است که گزارش تفصیلی آن جدا از این مقاله ارائه شده است. بدین‌وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران که امکانات تحقیق را فراهم نموده‌اند، از همکاری بخش خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور، از راهنمایی و کمک‌های بی‌دریغ